

<p>ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS</p> <p>FOLIA SOZOLOGICA</p> <p>(Acta Univ. Lodz., Folia sozol.)</p>	5	69-96	1996
--	---	-------	------

Zbigniew ŻYNDUL

FIZYCZNOGEOGRAFICZNE WARUNKI REZERWATÓW NA POŁUDNIU WZGÓRZ RADOMSZCZAŃSKICH

PHYSICAL-GEOGRAPHICAL REQUIREMENTS IN THE SOUTH REGION OF THE RADOMSKO HILLS

ABSTRACT: The subject of the present paper is a physiographic characterization of the reserves situated in the south region of the Radomsko Hills. The author has defined geographical location of the area investigation and characterized in detail basic abiotic components of environment of each of the reserves. He has also described the relief, lithology of deposits, geological structure and lay of under-Quaternary surface as well as climatic conditions, permeability and soils. Finally, the author has presented an outline of palaeogeographic development of the land.

Treść

1. Położenie geograficzne rezerwatów
2. Ogólna charakterystyka wybranych elementów środowiska fizycznogeograficznego Wzgórz Radomszczańskich
 - 2.1. Ukształtowanie powierzchni
 - 2.2. Budowa geologiczna i geneza rzeźby
 - 2.3. Warunki klimatyczne
 - 2.4. Stosunki wodne
3. Charakterystyka i różnicowanie przestrzenne wybranych komponentów epigeosfery w obrębie rezerwatów
 - 3.1. Rezerwat cisowy Jasień
 - 3.2. Rezerwat leśny Kobile Wielkie
 - 3.3. Rezerwat archeologiczno-leśny Góra Chełmo
4. Charakterystyka wyróżnionych typów geokompleksów jako odzwierciedlenie warunków siedliskowych zespołów roślinnych
5. Piśmiennictwo
6. Summary

1. POŁOŻENIE GEOGRAFICZNE REZERWATÓW

Rezerваты Jasień, Kobile Wielkie i Góra Chełmo położone są na południu województwa piotrkowskiego. Dwa z nich: Jasień i Kobile Wielkie znajdują się w gminie Kobile Wielkie, a rezerwat Góra Chełmo położony jest w gminie Masłowice. W fizycznogeograficznym podziale Polski Kondrackiego (1978) wymienione rezerваты zlokalizowane są w południowej części mezoregionu Wzgórza Radomszczańskie (ryc. 1). Jednostka ta stanowi część składową makroregionu Wyżyna Przedborska, położonego na północnym skraju podprovincji Wyżyny Środkowomałopolskiej wchodzącej w skład prowincji Wyżyna Małopolska, która leży w strefie geograficznej lasów mieszanych.



Ryc. 1. Położenie rezerwatów na południu Wzgórz Radomszczańskich
1 – rezerваты; a – Jasień, b – Kobile Wielkie, c – Góra Chełmo; 2 – lasy, 3 – granice prowincji fizycznogeograficznych, 4 – granice podprovincji fizycznogeograficznych, 5 – granice makroregionów fizycznogeograficznych, 6 – granice mezoregionów fizycznogeograficznych

Fig. 1. Location of the reserves in the south region of the Radomsko Hills
1 – reserves; a – Jasień, b – Kobile Wielkie, c – Góra Chełmo; 2 – forests, 3 – limits of geographical provinces, 4 – limits of geographical subprovinces, 5 – limits of geographical macroregions, 6 – limits of geographical mesoregions

2. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ELEMENTÓW ŚRODOWISKA FIZYCZNOGEOGRAFICZNEGO WZGÓRZ RADOMSZCZAŃSKICH

2.1. Ukształtowanie powierzchni

Wzgórz Radomszczańskie rozciągają się prawie równoleżnikowo, między Przedborzem a Radomskiem. Są to liczne pagórki i wzgórza morenowe oraz wychodnie skał mezozoicznych występujące spod osadów plejstocénskich. Najwyższym wzniesieniem jest Góra Chełmo osiągnająca 320,3 m n.p.m. i górująca nad przyległą wyżyną o około 45,0–75,0 m. Pozostałe wzniesienia nie przekraczają 260,0–275,0 m n.p.m. Towarzyszące wzniesieniom i wałom wyżynnym rozcięcia dolinne osiągnają 209,0–220,0 m n.p.m. Silne rozczłonkowanie rzeźby oraz towarzyszące mu duże deniwelacje, rzędu 30,0–100,0 m wysokości względnej w polu 4 km², nadają Wzgórzom Radomszczańskim cechy krajobrazu wyżynnego. Jest to szczególnie dobrze widoczne we wschodniej części opisywanego mezoregionu, gdzie wychodnie mezozoiku tworzą przedłużenie ku północy i północnemu zachodowi pasma Przedborско-Małogoskiego Gór Świętokrzyskich. Natomiast ku południowi i północy, poza strefą wychodni mezozoiku, deniwelacje maleją. Na południu osiągnają one do 20,0 m wysokości względnej w polu o powierzchni 4 km², a na północy nie przekraczają 12,0–15,0 m. Również w dolinach Warty i Pilicy oraz ich dopływów deniwelacje nie odbiegają od 3,0–6,0 m w polu 4 km².

2.2. Budowa geologiczna i geneza rzeźby

Wzgórz Radomszczańskie rozwinęły się w obrębie strefy fałdowej, stanowiącej odgałęzienie wału kujawsko-pomorskiego (Dylikowa 1973). Ma tu miejsce tektoniczna dyslokacja na północnym przedpolu niecki włoszczowskiej, a Góra Chełmo jest elementem ciągu antyklinalnego powstałego wskutek silnych ruchów alpejskich (Pożaryski 1974). Jest to obszar występowania na powierzchni skał mezozoicznych i czwartorzędowych. Mezozoik reprezentowany jest przez osady jurajskie i kredowe. Utwory te wylaniają się spod pokrywy utworów czwartorzędowych w okolicach Chełma, Dmenina, Smotryszewa i Zakrzewa Wielkiego (Biernat, Haisig, Lewandowski, Wilanowski 1978). Trzeciorzędowe procesy denudacyjne doprowadziły do usunięcia ze znacznych obszarów pokrywy osadów kredowych (Biernat 1971, Pożaryski 1974). Czwartorzędowe zlodowacenia kontynentalne objęły dwukrotnie swym zasięgiem opisywany obszar, pozostawiając pokrywę osadów plejstocénskich o zmiennej miąższości. Osady te

ulegały przeobrażeniom w warunkach peryglacjalnych podczas młodszych zlodowaceń. Dominują osady stadiau maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego, kiedy lądolód skandynawski osiągnął okolice Koniecpola i Secemina, tj. około 25 km na południe od granicy mezoregionu Wzgórz Radomszczańskich (Lindner 1984, Różycki 1972). W następnym stadium zlodowacenia środkowopolskiego, tj. mazowiecko-podlaskim, tereny te znalazły się w strefie intensywnych procesów peryglacjalnych. Utworami czwartorzędowymi, które dominują na powierzchni, są piaski gliniaste, pyły i ropy oraz gliny zwałowe. Pewne obszary zbudowane są z mułków, piasków i żwirów fluwioglacjalnych. W dolinach rzecznych występują holoceneskie osady aluwialne, torfy oraz piaski i piaski ze żwirami starszych teras. Część obszaru, szczególnie na południowym obrzeżeniu Wzgórz Radomszczańskich, pokrywają utwory eoliczne, mułki i torfy (Biernat, Haisig, Lewandowski, Wilanowski 1978).

2.3. Warunki klimatyczne

Wzgórz Radomszczańskie leżą w strefie klimatu umiarkowanego, środkowoeuropejskiego. W zmodyfikowanej klasyfikacji dzielnic rolniczo-klimatycznych Gumińskiego (Kondracki 1978) obszar ten leży na południu dzielnicy łódzkiej. Termika i opady regionu kształtują się przede wszystkim pod wpływem najczęściej zalegających tu mas powietrza polarne i kontynentalnego. Średnia roczna temperatura wynosi około 7,5°C. W lipcu średnia miesięczna temperatura powietrza wynosi około 18°C, a w styczniu odpowiednio -3°C. Są to najcieplejszy i najchłodniejszy miesiąc. Kształtowanie klimatu tego obszaru przez równoleżnikową cyrkulację mas powietrznych powoduje, że przeważają w lecie wiatry z NW i W, a z SW i W w zimie. Średnia roczna suma opadów wynosi 600–650 mm, a opady w miesiącach letnich (czerwiec, lipiec, sierpień) przewyższają 2–3-krotnie opady zimowe (grudzień, styczeń, luty). Czas trwania pokrywy śnieżnej wynosi 60–90 dni, a liczba dni mroźnych waha się od 30 do 50 dni rocznie (*Atlas klimatu Polski*, Dubaniewicz 1974, Lewińska 1978, Łempicki 1980). Pierwsze przymrozki jesienne występują w dniach 1–15 października, natomiast ostatnie wiosenne 25 kwietnia–30 maja. Średnia długość okresu wegetacyjnego wynosi 210–220 dni (Dubaniewicz 1974, Łempicki 1980).

2.4. Stosunki wodne

Wzgórz Radomszczańskie położone są na międzyrzeczu Warty i Pilicy. Przebiega przez nie dział wodny I rzędu między Wisłą i Odrą (Maksymiuk

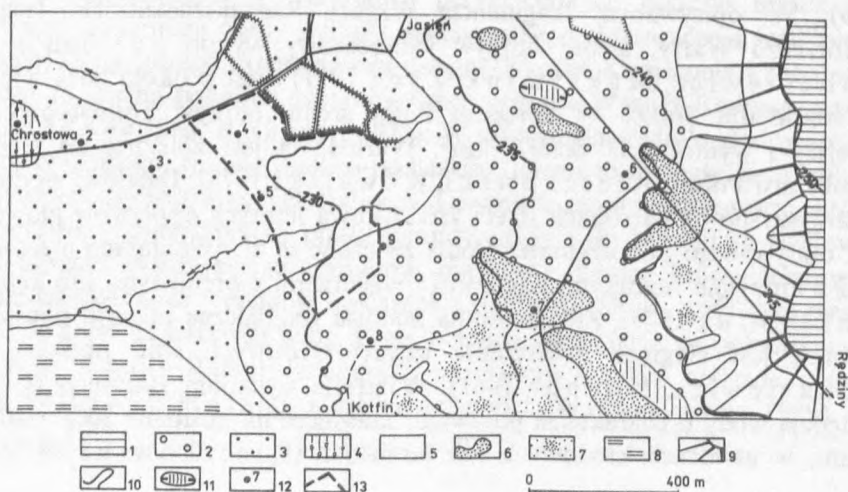
1979). W opisywanym fragmencie Wzgórz Radomszczańskich, leżącym w dorzeczu Warty, średni odpływ jednostkowy wynosi $8,67 \text{ dcm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ (Dubaniewicz, Maksymiuk, Zych 1971) i jest o około 66% większy niż średni dla Polski. W dorzeczu Pilicy średni odpływ jednostkowy jest mniejszy i wynosi $5,11 \text{ dcm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$. Wartość ta jest zbliżona do średniej dla obszaru Polski (Kleczkowski, Kowalski 1978). Działowi wodnemu towarzyszy po obu stronach strefa źródłkowa licznych dopływów głównych rzek opisywanego mezoregionu. Źródła związane są z wychodniami mezozoiku bądź z erozyjnie rozciętymi pagórami i wzgórzami morenowymi lub kemami (Maksymiuk 1979). Zróżnicowana budowa geologiczna obszaru powoduje, że brak jest ciągłego zwierciadła czwartorzędowych wód podziemnych (Konasiewicz, Macher 1961). W strefie wychodni starszego podłoża występują wody o charakterze porowym, zalegające na poziomie 200,0–240,0 m n.p.m., w utworach kredowych lub jurajskich (Kleczkowski 1978).

3. CHARAKTERYSTYKA I ZRÓŻNICOWANIE PRZESTRZENNE WYBRANYCH KOMPONENTÓW EPIGEOSFERY W OBRĘBIE REZERWATÓW

3.1. Rezerwat cisowy Jasień

Rezerwat cisowy Jasień, o powierzchni około 18,3 ha (Leśniewski 1963), znajduje się w pobliżu południowej granicy województwa piotrkowskiego – na terenie kompleksu leśnego, położonego na południowy zachód od Kobieli Wielkich. Granice rezerwatu określają następujące współrzędne geograficzne: $50^{\circ}59'52'' \text{ N}$ i $51^{\circ}00'06'' \text{ N}$ oraz $19^{\circ}34'03'' \text{ E}$ i $19^{\circ}34'35'' \text{ E}$. Obszar ten znajduje się w obrębie równin rzecznych teras akumulacyjnych (Krzemiński 1974, Starkel 1980).

Powierzchnia rezerwatu zawarta jest między 227,3 m n.p.m. a 231,4 m n.p.m. (ryc. 2). Najwyżej położony jest południowy fragment rezerwatu, a najniżej jego północna część wzdłuż drogi Chrostowa-Jasień. Teren ma charakter równinny, lekko opadający ze wschodu i południa ku zachodowi i północnemu zachodowi. Wzdłuż północno-wschodniej granicy rezerwatu znajdują się stawy hodowlane, ogroblone, w których zwierciadło wody zalega znacznie powyżej poziomu lasu. Płynący po zewnętrznej stronie stawów, wzdłuż granicy rezerwatu, strumień zbiera wody przesiąkające spod grobli i powoduje istotne zabagnienie tego fragmentu terenu. Wody spływają do doliny Mękwy-Orzechówki, prawego dopływu Mękwy, a z nią do Warty (Podział hydrograficzny Polski 1980).



Ryc. 2. Mapa litologiczno-morfologiczna rezerwatu Jasień

1 – piaski i żwirny wodnolodowcowe, piaski gliniaste wysoczyzn, 2 – piaski z domieszką żwirów terasy nadzalewowej warciańskiej, 3 – piaski, pyły i mułki terasy nadzalewowej bałtyckiej, 4 – piaski do 2 m terasy bałtyckiej na glinie zwałowej, 5 – piaski częściowo organiczne terasy zalewowej holocenijskiej, 6 – wydmy, 7 – pola piasków eolicznych, 8 – równiny torfowe i murszowo-torfowe, 9 – stoki wysoczyzn, 10 – niecki denudacyjne, 11 – zagłębienia deflacyjne, 12 – lokalizacja wybranych sond geologicznych, 13 – granice rezerwatu

Fig. 2. Lithologic-morphological map of the Jasień Reserve

1 – sands and glaciifluvial gravels, plateau loamy sands, 2 – sands with admixture of gravels of Warta stage upper terrace, 3 – sands, silt loam and silts of Baltic upper terrace, 4 – sands to 2 m of Baltic terrace on boulder clays, 5 – partial organic sands of Holocene flood plain terrace, 6 – dunes, 7 – fields of aeolian sands, 8 – peat and muck-peat plateau, 9 – slopes of plateau, 10 – dellen, 11 – Blow-out, 12 – localization of some geological soundings, 13 – limits of the reserve

Dominujące elementy rzeźby związane są ze zlodowaczeniem środkowopolskim i późniejszymi procesami erozji i akumulacji podczas zlodowaczenia północnopolskiego oraz holocenu (Biernat, Haisig, Lewandowski, Wilanowski 1978, Krzemiński 1974). W świetle obserwacji terenowych znalazł potwierdzenie pogląd Krzemińskiego (1974) o ząbieniu się na tym obszarze dwóch teras rzecznych; warciańskiej – związanej z fazą kataglacjalną tego stadiu, oraz bałtyckiej – odpowiadającej zlodowaczeniu północnopolskiemu (ryc. 2). Jest to odmienne ujęcie niż w pracy Biernata, Haisiga, Lewandowskiego i Wilanowskiego (1978), gdzie cały obszar położony powyżej poziomu bałtyckiego zaliczono do piasków i żwirów wodnolodowcowych stadiu maksymalnego zlodowaczenia środkowopolskiego. Kartowanie terenowe nie potwierdziło tak dużego uproszczenia budowy geologicznej tego obszaru. Nie znalazł również potwierdzenia

pogląd Łuniewskiego (1947) o przemitych i spiaszczonych glinach zwałowych budujących opisywany obszar.

Z badań terenowych oraz analizy stosunków hipsometrycznych wynika, że południowy skraj rezerwatu leży na terasie warciańskiej, natomiast pozostały fragment związany jest z terasą bałtycką. Za takim podziałem przemawia fakt zróżnicowania materiału budującego wymienione poziomy terasowe. Terasa warciańska zbudowana jest z piasków i żwirów, miejscami słabo wysortowanych i obtoczonych. Dominują piaski średnie. Poziom wód gruntowych znajduje się tu na głębokości 2,5–4,0 m lub poniżej tej wartości. Przykładem reprezentującym styl budowy tej terasy jest zamieszczony poniżej profil sondy geologicznej.

Sonda nr 9 (ryc. 2)

- 0,00–0,15 m gleba piaszczysta, szara
- 0,15–0,30 m piasek średnioziarnisty z domieszką pozostałych frakcji, obtoczony, błyszcząco-matowy, ciemnożółtobrazowy
- 0,30–0,50 m piasek drobnoziarnisty z domieszką piasku gruboziarnistego, obtoczony, błyszczący, pojedyncze drobne żwirki, żółty
- 0,50–1,00 m piasek drobnoziarnisty, obtoczony, błyszczący, z przewarstwieniami piasku gruboziarnistego i piasku pylastego, beżowy
- 1,00–3,30 m piasek średnioziarnisty i gruboziarnisty z domieszką żwirków, błyszczący, obtoczony, żółty, od 2,8 m lekko wilgotny
- 3,30–4,00 m piasek drobny z domieszką średnio- i gruboziarnistego oraz z pojedynczymi żwirami o \varnothing do 1 cm, obtoczony, błyszczący, żółtobeżowy, wilgotny

Odmienne przedstawia się budowa geologiczna terasy bałtyckiej. Przeważają tu piaski drobnoziarniste i pyły, w wielu przypadkach przewarstwione mułkami zalegającymi na głębokości około 1,5 m, silnie nawodnione. Warstwa zbitego mułku zalega prawdopodobnie na znacznym obszarze tej terasy, a stwierdzona w sondach nr 2–5 stanowi warstwę trudno przepuszczalną i jest jedną z przyczyn powodujących podmokłość tego obszaru. Reprezentatywne profile geologiczne tej terasy przedstawiają się następująco:

Sonda nr 3

- 0,00–0,50 m gleba piaszczysta z częściami organicznymi, czarna
 - 0,50–0,80 m piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi ziarnami piasków pozostałych frakcji, obtoczony, błyszczący, szary, wilgotny
 - 0,80–1,20 m mułek zbity, brunatny, ślady procesów rudawienia
 - 1,20–2,40 m piasek drobnoziarnisty, błyszczący, brunatnoszary
- W dnie warstwa wody o miąższości 0,60 m

Sonda nr 5

- 0,00–0,20 m gleba próchniczna, czarnoszara
- 0,20–0,35 m piasek drobnoziarnisty, obtoczony, błyszczący, szary
- 0,35–0,50 m piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi ziarnami średnioziarnistego, obtoczony, błyszczący, beżowoszary

- 0,50–0,60 m piasek drobnoziarnisty, warstwowany mułkiem brunatnobrązowym, zbitym, lekko wilgotnym
- 0,60–0,70 m piasek drobnoziarnisty, pojedyncze ziarna grubszych frakcji, obtoczony, błyszczący, brunatny
- 0,70–1,10 m piasek drobnoziarnisty, obtoczony, błyszczący, jasnobrązowy
- 1,10–1,20 m piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi ziarnami wapiennymi (+HCl), obtoczony, błyszczący, ciemnobeżowy, wilgotny
- 1,20–1,80 m piasek jak wyżej przewarstwiony mułkiem zbitym, brązowym z domieszką piasków gruboziarnistych, średnio obtoczonych, błyszcząco-matowy, silnie nawodniony
- W dnie warstwa wody o miąższości 0,4 m

Opisane powyżej utwory czwartorzędowe przykrywają starsze podłoże zbudowane z piasków, rumoszy i glin zwietrzelinowych trzeciorzędu oraz opok, margli i gez kredy górnej (Haisig, Biernat 1978). Miąższość osadów czwartorzędowych jest zmienna i waha się w granicach 2–15 m. Najpłycej, na głębokości do 2 m, zalegają utwory kredowe w miejscowości Rędziny, położonej około 4 km na południowy wschód od rezerwatu. Rezerwat znajduje się na słabo nachylonym stoku podłoża mezozoicznego, które obniża się z północnego wschodu i wschodu ku zachodowi i południowemu zachodowi. Na wschód i północ od rezerwatu zaznaczają się w budowie podłoża mezozoicznego liczne dyslokacje, będące odzwierciedleniem ruchów alpejskich (Haisig, Biernat 1978, Pożaryski 1974). Płytkie zaleganie utworów dolnego mastrychtu w bezpośrednim sąsiedztwie opisywanego terenu znajduje swoje odbicie w składzie petrograficznym osadów terasowych (np. sonda nr 5).

Opisany powyżej charakter rzeźby i budowy geologicznej oraz antropogeniczne zmiany w środowisku abiotycznym powodują, że stosunki wodne rezerwatu i jego otoczenia uległy pewnemu skomplikowaniu. Współcześnie przez obszar rezerwatu przepływają, prawdopodobnie tylko w okresie wzmożonego zasilania, dwa strumienie. Jeden z nich jest częściowo rowem melioracyjnym. Spostrzeżenie to jest odmienne od uwag Urbanek (1960), a przyczyn tego należy upatrywać z jednej strony w pracach melioracyjnych, przeprowadzonych w kompleksie leśnym Nadleśnictwa Gidle, a z drugiej – w zmniejszonych opadach w latach 1982–1984. O przyczynach zabagnienia północno-wschodniej części rezerwatu napisano charakteryzując jego położenie. Na pozostałym obszarze poziom wodonośny zalega na głębokości 0,5–4,0 m. Obszary płytszego występowania wód podziemnych, głównie na terasie bałtyckiej, związane są z występowaniem zwartych mułków, miejscami lekko ilastych. Stanowią one warstwę nieprzepuszczalną dla infiltrujących w głąb wód opadowych. Pierwszy poziom wodonośny zalega tu na głębokości 0,5–2,0 m. Fragment rezerwatu położony wyżej, w obrębie terasy warciańskiej, ma poziom wodonośny na głębokości większej od 2,5 m. Obszary płytszego

występowania wód gruntowych na tej terasie związane są z zagłębieniami deflacyjnymi lub utworami pyłowymi na powierzchni.

Według Dubaniewicza (1974), na podstawie wskaźnika agroklimatycznego Haudego i Moesego, warunki wilgotnościowo-termiczne opisywanego obszaru można uznać za bardzo korzystne. Należy jednak podkreślić, że charakterystyczną cechą mikroklimatu obszarów zabagnionych jest występowanie w okresie wegetacji niskich minimalnych temperatur przygrunтовой warstwy powietrza. Także nocne spadki temperatury i towarzyszący im wzrost wilgotności względnej powietrza, związany ze stawami, sprzyjają częstemu powstawaniu mgieł (Radomski 1977).

Przedstawiona powyżej charakterystyka składników abiotycznych środowiska geograficznego znajduje swoje odzwierciedlenie w charakterze występujących na tym obszarze gleb. Modyfikująca warunki naturalne ingerencja człowieka, głównie poprzez dodatkowe uwilgotnienie znacznych fragmentów rezerwatu lub zmianę naturalnego drzewostanu w bezpośrednim sąsiedztwie, wpłynęła na powstanie swoistej mozaiki gleb, z których część znajduje się w fazie przejściowej od jednego typu do drugiego (np. od gleb murszowych poprzez bielcowe murszaste do bielcowych). Szczególnie wyraźne są te zmiany na wschód i północny wschód od rezerwatu. Na terenie rezerwatu dominują gleby bagienne (ryc. 3). Powstanie tych gleb związane jest z warunkami silnego uwilgotnienia. Są to przede wszystkim gleby torfowe torfowisk niskich. Przykładowy profil tego typu gleb przedstawia się następująco:

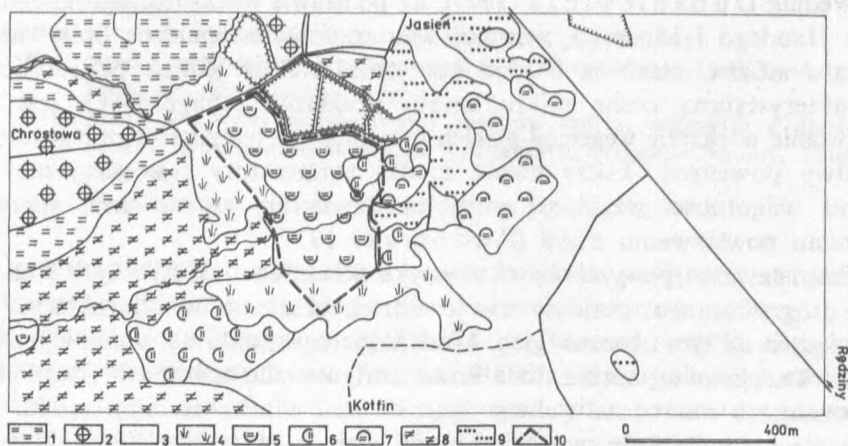
0,00–0,28 m gleba torfiasta, szczątki organiczne nierozłożone, brunatnoczarna

0,28–0,72 m torf mulisty, ciemnobrązowobrunatny, mokry, pH 6,5

0,72–1,50 m mułek i pyły drobne, miejscami z domieszką murszu, silnie wilgotne, ślady oglejenia na głębokości 0,92 m

q,50–1,80 m pył drobny, obtoczony, błyszczący, lekko ilasty, jasnoszary silnie nawodniony

W miejscach suchszych, gdzie poziom wód gruntowych znajduje się głębiej, występują gleby bielcowe torfiaste i murszaste. Tam, gdzie poziom wód gruntowych zalega poniżej 1,5 m, występują bielice. Gleby te powstały na luźnych utworach aluwialnych. W otoczeniu rezerwatu można zaobserwować pewną prawidłowość w występowaniu gleb. Na zachód od rezerwatu dominują gleby murszowe i czarne ziemie, które towarzyszą zmeliorowanym terenom dolinek cieków wodnych. Jedynie w rejonie Chrostowy, znajdującej się na wododziale wspomnianych cieków, występują gleby brunatne wylugowane, wytworzone z piasków na glinach. Bezpośrednie sąsiedztwo rezerwatu od strony wschodniej stanowią obszary gleb torfowych torfowisk przejściowych i wysokich oraz gleby murszowo-torfowe. Część z nich związana jest z zagłębieniami śródwymowymi na terasie warciańskiej lub strefą jej kontaktu z terasą bałtycką. Na pozostałych fragmentach terasy warciańskiej oraz przyległej wysoczyźnie dominują bielice i gleby bielcowe.



Ryc. 3. Mapa gleb rezerwatu Jasień

1 – czarne ziemie zdegradowane, 2 – brunatne wyługowane, 3 – bielice, 4 – gleby bielcowe torfiaste i murszaste, 5 – gleby torfowe torfowisk niskich, 6 – gleby torfowe torfowisk przejściowych, 7 – gleby torfowe torfowisk wysokich, 8 – gleby murszowe, 9 – gleby murszowo-torfowe, 10 – granice rezerwatu

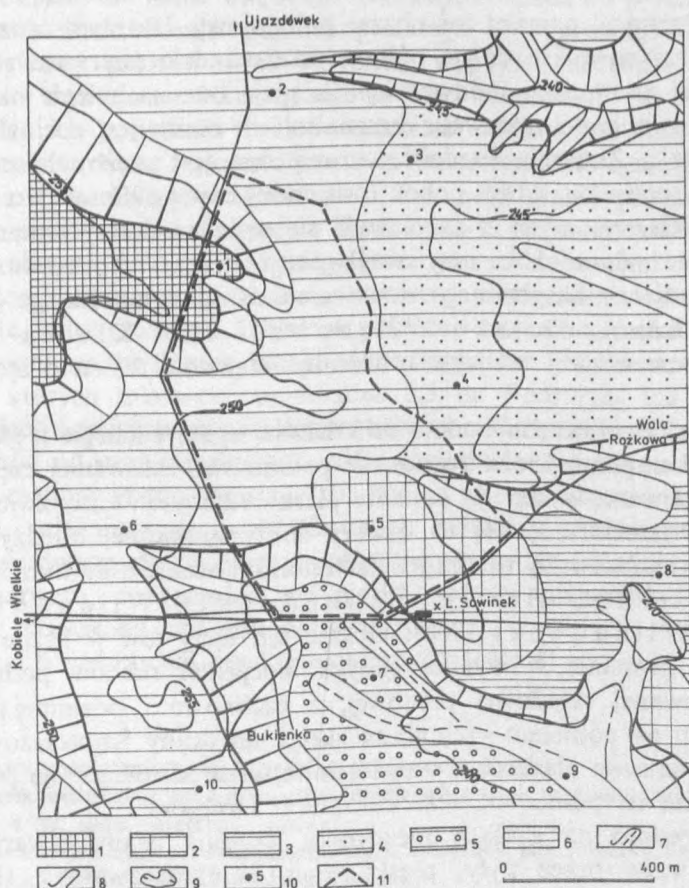
Fig. 3. Soils map of the Jasień Reserve

1 – degraded black soils, 2 – loached brown soils, 3 – podzol soils, 4 – peat and muck podzolic soils, 5 – peat soils of lowmoor bogs, 6 – peat soils of transitory bogs, 7 – peat soils of high bogs, 8 – half bog soils, 9 – muck-peat soils, 10 – limits of the reserve

3.2. Rezerwat leśny Kobile Wielkie

Rezerwat leśny Kobile Wielkie, o powierzchni 63,87 ha, obejmuje fragment kompleksu leśnego rozpościerającego się na wschód od miejscowości Kobile Wielkie – siedziby gminy, w południowej części województwa piotrkowskiego. Dokładne położenie geograficzne rezerwatu określają następujące wartości współrzędnych geograficznych: $51^{\circ}01'39''$ N i $51^{\circ}02'14''$ N oraz $19^{\circ}40'07''$ E i $19^{\circ}39'08''$ E. Obszar ten położony jest w obrębie zdenudowanych form akumulacji lodowcowej i rzecznotodowcowej zlodowacenia środkowopolskiego.

Powierzchnia terenu rezerwatu charakteryzuje się stosunkowo niewielkim urozmaicheniem. Jest to teren lekko falisty o wysokościach zawartych od 242,5 m n.p.m. do 252,5 m n.p.m., nachylony w kierunku wschodnim



Ryc. 4. Mapa litologiczno-geomorfologiczna rezerwatu Kobiełe Wielkie

1 – piaski i żwiry form szczelinowej akumulacji lodowcowej, 2 – piaski z domieszką żwirów na glinie zwałowej, 3 – piaski gliniaste i gliny zwałowe wysoczyzny falistej, 4 – piaski glacialne wysoczyzny równinnej, 5 – piaski i pyły (częściowo z detrytusem) misy źródłowej, 6 – piaski, pyły i mułki (miejscami eoliczne) obniżen na wysoczyznach, 7 – doliny odwadniane współcześnie, 8 – niecki denudacyjne, 9 – zagłębienie bezodpływowe, 10 – lokalizacja wybranych sond geologicznych, 11 – granice rezerwatu

Fig. 4. Lithologic-geomorphological map of the Kobiełe Wielkie Reserve

1 – sands and gravels of crevasse accumulation, 2 – sands and gravels mixed on the boulder clay, 3 – loamy sands and boulder clays of undulated plateau, 4 – glacial sands of upland plain, 5 – sands and silt loams (partially with detritus) of source slack, 6 – sands, silt loams and silts (aeolian in places) of slacks at the plateau, 7 – recent river valleys, 8 – dellen, 9 – hollow, 10 – localization of selected geological soundings, 11 – limits of the reserve

– ku dolinie Biestrzykówki oraz ku południowemu wschodowi, wzdłuż doliny Strugi (ryc. 4). Najwyżej położona jest część środkowa zachodniej granicy rezerwatu, najniżej zaś obszar południowy. Istotnym urozmaicheniem rzeźby są zarysowujące się na północnym zachodzie rezerwatu stoki formy szczelinowej akumulacji lodowcowej. Osiągają one nachylenie około 4° – 5° . W południowej części rezerwatu urozmaicheniem rzeźby jest odcinek źródłowy doliny Strugi. Znacznie bardziej urozmaicona jest rzeźba bezpośredniego sąsiedztwa rezerwatu, gdzie – obok form lodowcowej akumulacji szczelinowej i równinnych wysoczyzn – zarysowują się wyraźne doliny rzeczne i niecki denudacyjne. Zasadnicze rysy rzeźby tego terenu uformowane zostały podczas stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (Biernat, Haisig, Lewandowski, Wilanowski 1978, Klatka 1979). Na obszarze rezerwatu i w jego otoczeniu miąższość czwartorzędu wynosi 20–25 m.

Podłoże czwartorzędu budują tu kredowe opoki i margle z glaukonitem oraz gezy kampanu (kreda górna). W południowo-zachodniej części, tuż za granicą rezerwatu, występują ponadto piaski, rumosze i gliny zwietrzelinowe paleogenu (trzeciorzęd). Są to utwory strefy granicznej między nieckami łódzką a włoszczowską wielkiego synklinorium szczecińsko-łódzko-mogileńskiego (Biernat, Haisig, Lewandowski, Wilanowski 1978; Haisig, Wilanowski 1980). Obszar ten ujęty jest w liczne antykliny i synkliny powstałe w wyniku silnych alpejskich ruchów podnoszących, o zróżnicowanej składowej pionowej, a częściowo i poziomej. Rezerwat znajduje się na północno-wschodnim skraju antykliny Smotryszowa. Cechą jej jest stosunkowa płaskość w części osiowej oraz odsłonięcie na powierzchni (około 6 km na północ od rezerwatu) skał jurajskich.

Bezpośrednio na skałach mezozoiku zalegają osady czwartorzędowe reprezentowane przez pyły, piaski, żwiry i gliny zwałowe (Biernat, Haisig, Lewandowski, Wilanowski 1978, Łuniewski 1947, Pożaryski 1974, Świdziński 1932). Brak szczegółowych opracowań geologicznych i geomorfologicznych dla tego obszaru powoduje, że rozbieżne są klasyfikacje występujących tu form rzeźby i genezy utworów je budujących. Biernat, Haisig, Lewandowski, Wilanowski (1978) i Haisig, Wilanowski (1980) traktują formy wypukłe jako moreny czołowe stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Urozmaicają one powierzchnię wysoczyznową, zbudowaną z piasków, żwirów i głazów lodowcowych tego zlodowacenia, która przechodzi w rozległy poziom wysoczyznowy eluwiów glin zwałowych zlodowacenia północnopolskiego. Od południowego wschodu wymienieni autorzy wyróżniają podkrywę piasków i glin deluwialnych ostatniego zlodowacenia. Z kolei Klatka (1979) określa formy wypukłe jako efekt lodowcowej akumulacji szczelinowej podczas stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Leżą one na falistej wysoczyźnie morenowej,

zbudowanej z glin zwałowych i piasków gliniastych wymienionego uprzednio stadiału, pokrytej w wielu miejscach eolicznymi osadami pylastymi (les-sopodobnymi) zlodowacenia północnopolskiego. Na przeglądowej mapie geomorfologicznej (Starkel 1980) formy wypukłe zaliczono do ozów, a wysoczyznę traktuje się jako morenową bądź akumulacji rzeczno-lodowcowej, wiążąc ich powstanie ze zlodowaceniem środkowopolskim.

Kartowanie terenowe wykazało pewne różnicowanie litologiczne utworów powierzchniowych. W obrębie rezerwatu dominują piaski gliniaste różnoziarniste, z pojedynczymi żwirami o średnicy 1–2 cm miejscami przykryte piaskami drobnymi, dość dobrze wysegregowanymi i obtoczonymi – częściowo pylaste. Ponadto w części rezerwatu utworem powierzchniowym są gliny pylaste, zbite, koloru szarego. Jedynie w północno-zachodniej części rezerwatu, obok jego granicy, występują piaski różnoziarniste z głazikami o średnicy do 4 cm, których miąższość przekracza 3,5 m. Podłożem ich są piaski gliniaste. Nieco odmienne wykształcenie utworów czwartorzędowych obserwuje się na wschód od granic rezerwatu, gdzie rozpościera się równinna poziom akumulacji osadów wodnolodowcowych. Budują go pyły obtoczone, w stropie eolizowane, zalegające na warstwowanych piaskach różnoziarnistych ze żwirami, dość dobrze obtoczonych i wysegregowanych. Na południu, w pobliżu granicy rezerwatu, uwidaczniają się piaski rzeczne, miejscami z drobnym detrytusem. Wyścielają one dno doliny Strugi.

Opis profili wybranych sond geologicznych (ryc. 4)

Sonda nr 1

- 0,0–0,6 m piasek różnoziarnisty, średnio obtoczony, jasnobrązowy
- 0,6–2,7 m piasek średnioziarnisty z domieszką pozostałych frakcji, miejscami żwiry o średnicy do 4 cm, słabo obtoczony, rdzawy
- 2,7–3,8 m piasek różnoziarnisty z otoczkami, średnio obtoczony, jasnobrązowy, lekko wilgotny
- 3,8–4,1 m piasek gliniasty, średnio obtoczony, brązowy

Sonda nr 2

- 0,0–0,2 m piasek pylasty, lekko zagliniony, szarobrunatny
- 0,2–2,8 m glina szara, pylasta, zbita, miejscami piaszczysta (–HCl)
- 2,8–3,6 m glina silnie piaszczysta, szarobrazowa (–HCl)

Sonda nr 3

- 0,0–0,2 m piasek gliniasty, żółtobrązowy
- 0,2–0,7 m piasek pylasty, zailony, z pojedynczymi żwirami o średnicy do 0,5 cm, dobrze obtoczony, żółty
- 0,7–4,0 m piasek różnoziarnisty ze żwirami o średnicy do 5 cm; obtoczony, w spagu lekko wilgotny, beżowy

Sonda nr 5

- 0,00–0,35 m piasek pylasty z pojedynczymi otoczkami, szarobrązowy
- 0,35–2,1 m piasek różnoziarnisty z przewagą miejscami średniego, wkładki żwirów o średnicy do 2 cm, średnio obtoczony, rdzawy

- 2,1–2,6 m piasek średni, warstwowany żwirem o średnicy do 1 cm, dość dobrze obtoczony, brązowoszary, lekko wilgotny
2,6–3,0 m piasek gliniasty, przechodzący w spąg w glinę piaszczystą ze żwirikami o średnicy do 0,5 cm, mokry

Sonda nr 7

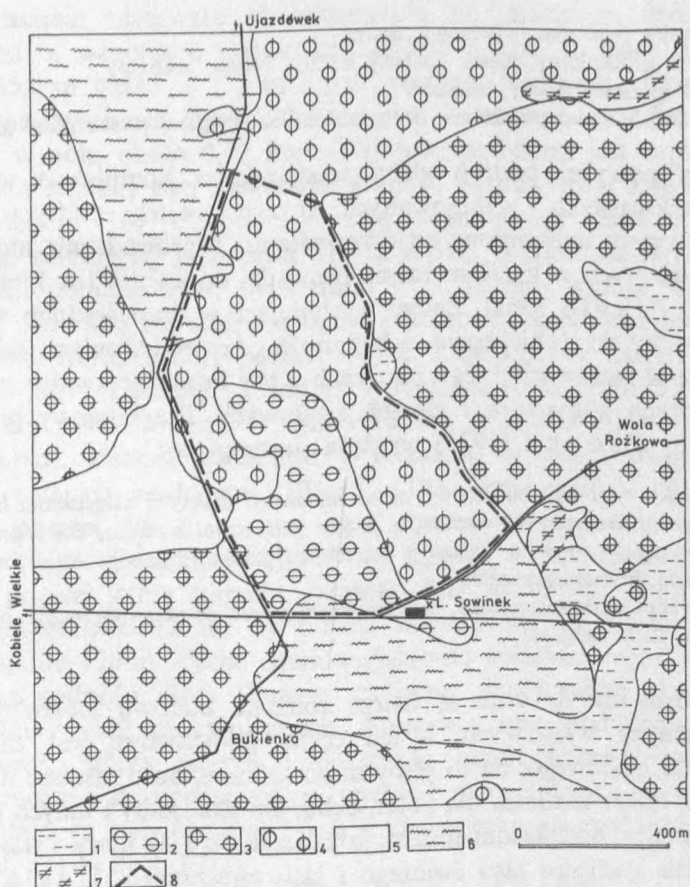
- 0,0–0,3 m piasek pylasty, zagliniony, brązowy
0,3–1,2 m piasek drobny i średnio ziarnisty, obtoczony, ciemnożółty
1,2–3,0 m piasek gliniasty, miejscami warstwy piasku średniego i drobnoziarnistego, wilgotny, obtoczony, brązowy

Sonda nr 8

- 0,0–0,4 m piasek pylasty, dość dobrze obtoczony, ziarna eolizowane, brunatny
0,4–2,5 m piasek drobnoziarnisty, warstwowany pyłem gliniastym, pojedyncze ziarna piasków gruboziarnistych, szary, wilgotny
2,5–3,5 m piasek średnioziarnisty z domieszką pozostałych, w spagu piasek gliniasty, mokry

W bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu, na północ i zachód od jego granic, przebiega dział wodny I rzędu między Wisłą i Odrą (Maksym iuk 1979). Na południe od rezerwatu znajduje się obszar źródłowy Strugi – lewobrzeżnego dopływu Pilicy. Wypływ wody podziemnej z naciętej warstwy wodonośnej ma charakter kilkupunktowych wycieków, położonych w obrębie misy w kształcie leja. Jest to powszechnie spotykany charakter wypływu wód podziemnych w obszarze Wzgórz Radomszczańskich (Maksym iuk 1979). Charakter rzeźby i budowa geologiczna obszaru rezerwatu powodują pewne urozmaicenie stosunków wodnych. Warstwy powierzchniowe zbudowane ze słabo przepuszczalnych piasków gliniastych i glin zwałowych charakteryzuje występowanie wód gruntowych i podmokłości typowych dla wierzchołek. Tam, gdzie dominują utwory piaszczysto-żwirowe na glinach, wody zalegają głębiej: 3–5 m poniżej powierzchni terenu. Ogólne nachylenie terenu w kierunkach południowym i wschodnim powoduje, że w miejscach nacięć warstw wodonośnych, przez formy denudacyjno-erozyjne, obserwuje się wycieki wody. Po zorganizowaniu odpływu dają początek większym strumieniom i rzeczkom (np. Struga, Biestrzykówka). W bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu, na wschód od jego granic, wody gruntowe zalegają poniżej 4 m. Uzyskany wywiad studzienny pozwala na stwierdzenie, że miąższość warstwy wodonośnej jest mniejsza od 5 m, a woda zalega na głębokości 6,45 m. Uwzględniając powyższe uwagi i własne obserwacje terenowe, można stwierdzić, że poziom wód gruntowych tych terenów znajduje się zwykle na głębokości 3–8 m na wysoczyźnie, a w dolinach cieków woda występuje już na głębokości 0,5–1,0 m. Okresowe wahania poziomu wód gruntowych wynoszą 0,5–2,0 m, a w dolinach rzek nie przekraczają 1,0 m. Potwierdzają to poczynione wcześniej obserwacje Fagiewicz i Sztampke (1960) oraz Łempickiego (1980).

Warunki wilgotnościowo-termiczne obszaru, w powiązaniu z rodzajem gleb, można w świetle wskaźnika agroklimatycznego Haudego i Moesego (Dubaniewicz 1974) uznać za bardzo korzystne. Należy również podkreślić fakt, że dobową i roczną amplitudę temperatur w lesie jest mniejsza niż na terenach bezleśnych, co czyni klimat lasu łagodniejszym w porównaniu z przestrzenią otwartą (Bac, Rojek 1979).



Ryc. 5. Mapa gleb rezerwatu Kobiele Wielkie

1 – czarne ziemie zdegradowane, 2 – brunatne właściwe, 3 – brunatne wylugowane, 4 – brunatne kwaśne, 5 – bielcowe, 6 – skrytobielcowe, 7 – murszowe, 8 – granice rezerwatu

Fig. 5. Soil map of the Kobiele Wielkie Reserve

1 – degraded black soils, 2 – brown soils, 3 – leached brown soils, 4 – acid brown soils, 5 – podzolic soils, 6 – brown podzolic soils, 7 – half bog soils, 8 – limits of the reserve

Odzwierciedleniem budowy geologicznej, rzeźby stosunków wodnych, warunków klimatycznych i roślinności są gleby. W opisywanym obszarze

gleby rozwinęły się na utworach luźnych, genetycznie związanych z działalnością lądolodu i warunków peryglacjalnych plejstocenu oraz modyfikujących wpływów holocenu. Szczegółowe rozmieszczenie gleb rezerwatu i jego okolic przedstawiono na mapie (ryc. 5). W obrębie rezerwatu dominuje typ gleb brunatnych zróżnicowanych na dwa podtypy: brunatne właściwe i brunatne kwaśne. Gleby brunatne właściwe prezentuje poniższy profil przytoczony za Zrobkiem (1971):

0,04 m próchnica typu mul butwinowy, czarna
0,12 m poziom próchniczny, piasek gliniasty mocny, świeży, brunatny
0,55 m piasek gliniasty mocny, brunatny
2,00 m glina lekka silnie spieczona, brunatnożółta ze smugami piasku słabo gliniastego

Opisany powyżej podtyp gleby występuje w kompleksie wśród gleb brunatnych kwaśnych i wylugowanych. Utrzymanie tego podtypu gleby jest w dużym stopniu uzależnione od drzewostanu. Wprowadzenie monokultury gatunków iglastych w krótkim czasie prowadzi do ewolucji w kierunku gleb bielcowych (Uggla 1965). Zatem występujące w bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu gleby skrytobielicowe są być może odzwierciedleniem tego procesu. Dominujące w rezerwacie i jego okolicach gleby brunatne kwaśne wytworzyły się na piaskach gliniastych i glinach zwałowych. Przykładowy profil takiej gleby według Zrobka (1971) wygląda następująco:

0,04 m próchnica typu mul butwinowy, słabo rozłożony, czarny z wtrąceniami brunatnymi
0,10 m poziom próchniczny wytworzony z piasku gliniastego mocnego, czarnoszary
0,50 m piasek gliniasty mocny, pylasty z warstwami piasku gliniastego lekkiego i rdzawymi plamami, brunatnoszarożółty
2,00 m glina lekka silnie spieczona, brunatnoszara, miejscami rdzawobrunatna, na głębokości 150 m ślady oglejenia

Gleby brunatne kwaśne są zatem zbliżone budową morfologiczną do gleb brunatnych właściwych, a ich cechą podstawową jest zakwaszenie całego profilu glebowego. Są to gleby mezotroficzne, dość zasobne w składniki pokarmowe, dobre siedliska dla buka, dębu, świerka, jodły i innych gatunków. W bonitacji gleb pod lasami można je zaliczyć do I-II klasy i stanowiących bardzo dobre siedlisko lasu świeżego i lasu mieszanego (Uggla 1965).

3.3. Rezerwat archeologiczno-leśny Góra Chełmo

Rezerwat częściowy Góra Chełmo o powierzchni 41,44 ha (Zrobek 1968) położony jest około 20 km na wschód od Radomska. Położenie granicznych punktów rezerwatu określają następujące współrzędne geograficzne: 51°03'35" N i 51°03'53" N oraz 19°44'20" E i 19°45'20" E. Pod

względem geomorfologicznym Góra Chełmo jest ostańcem denudacyjnym, położonym wśród niższych wyżyn z resztkami zrównań. Od południowego wschodu graniczą z nimi garby o rzeźbie uwarunkowanej starszym podłożem, z pokrywą złożoną z resztek osadów zlodowacenia środkowopolskiego. Od południowego zachodu towarzyszą działu wyżynne na najmniej odpornych skałach. Rezerwat znajduje się na wzgórzu zbudowanym ze skał mezozoicznych (Starkel 1980).

Powierzchnia rezerwatu charakteryzuje się znacznym urozmaicheniem rzeźby. Jest to wzgórze o wysokości 320,3 m n.p.m. górujące nad zawartą między 245,0 m n.p.m. a 275 m n.p.m. wyżyną. Rezerwat obejmuje obszar położony na wysokości 258,0–320,3 m n.p.m. – stanowi to 62,3 m wysokości względnej w polu około 0,42 km². Najwyżej położona jest część centralna rezerwatu, a najniżej jego wschodnia granica, wzdłuż drogi Zagórze-Chełmo (ryc. 6). Zbocza Góry Chełmo wykazują zróżnicowany charakter. W części szczytowej, zamkniętej poziomica 315 m n.p.m., średnie nachylenie stoków w kierunku południowym, wschodnim i zachodnim wynosi około 2°–3°. Odmienny charakter ma stok północny, któremu poeksploatacyjne wyrobiska skał mezozoicznych nadają postać urwisk. Łagodniejsze nachylenie zboczy zachowane jest w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim oraz w pewnym stopniu południowym. W tym ostatnim przypadku jedynie do około 300 m n.p.m. Zbocza wschodnie i północne są zdecydowanie bardziej strome i osiągają nachylenia 10°–12°. Taki sam spadek charakteryzuje położoną poniżej 300 m n.p.m. część zbocza południowego i południowo-wschodniego. Odmienny wygląd ma zbocze w kierunku północno-zachodnim poniżej strefy starych wyrobisk. Na przestrzeni 25–40 m spadek wynosi początkowo 12 m, by potem zmienić się na około 13,5 m na przestrzeni 100–120 m. Cechą charakterystyczną południowego i zachodniego stoku oraz podnóża Góry Chełmo są liczne, współcześnie eksploatowane, kamieniołomy skał mezozoicznych. Stanowią one dodatkowe i istotne zróżnicowanie rzeźby terenu bezpośrednio przylegającego do rezerwatu. Innym elementem antropogenicznym, wyraźnie zaznaczającym się w krajobrazie Góry Chełmo, są wały obronne i fosa średniowiecznego grodziska (Kamieńska 1958, Olaczek 1972).

Opisywany obszar leży w strefie tektonicznej dyslokacji na północnym przedpolu niecki włoszczowskiej. Góra Chełmo jest elementem ciągu antyklinalnego Kamieńsk-Chełm wchodzącego w skład północno-wschodniej części elewacji radomszczańskiej (Pożaryski 1974). Elewacja radomszczańska powstała wskutek silnych ruchów alpejskich, o przewadze kierunków wertykalnych, na północ od niecki włoszczowskiej, w obrębie synklinorium szczecińsko-łódzko-mogileńskiego. Efektem tego jest występowanie licznych antyklin i synklin (Biernat 1971, Pożaryski 1974). W antyklinie Chełma, generalnie przebiegającej wzdłuż linii NW–SE, odsłaniają się na

gleby rozwinęły się na utworach luźnych, genetycznie związanych z działalnością lądolodu i warunków peryglacjalnych plejstocenu oraz modyfikujących wpływów holocenu. Szczegółowe rozmieszczenie gleb rezerwatu i jego okolic przedstawiono na mapie (ryc. 5). W obrębie rezerwatu dominuje typ gleb brunatnych zróżnicowanych na dwa podtypy: brunatne właściwe i brunatne kwaśne. Gleby brunatne właściwe prezentuje poniższy profil przytoczony za Zrobkiem (1971):

- 0,04 m próchnica typu mul butwinowy, czarna
- 0,12 m poziom próchniczny, piasek gliniasty mocny, świeży, brunatny
- 0,55 m piasek gliniasty mocny, brunatny
- 2,00 m glina lekka silnie spiaszczona, brunatnożółta ze smugami piasku słabo gliniastego

Opisany powyżej podtyp gleby występuje w kompleksie wśród gleb brunatnych kwaśnych i wylugowanych. Utrzymanie tego podtypu gleby jest w dużym stopniu uzależnione od drzewostanu. Wprowadzenie monokultury gatunków iglastych w krótkim czasie prowadzi do ewolucji w kierunku gleb biellicowych (Uggla 1965). Zatem występujące w bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu gleby skrytobielicowe są być może odzwierciedleniem tego procesu. Dominujące w rezerwacie i jego okolicach gleby brunatne kwaśne wytworzyły się na piaskach gliniastych i glinach zwałowych. Przykładowy profil takiej gleby według Zrobka (1971) wygląda następująco:

- 0,04 m próchnica typu mul butwinowy, słabo rozłożony, czarny z wtrąceniami brunatnymi
- 0,10 m poziom próchniczny wytworzony z piasku gliniastego mocnego, czarnoszary
- 0,50 m piasek gliniasty mocny, pyłasty z warstwami piasku gliniastego lekkiego i rdzawymi plamami, brunatnoszarozółty
- 2,00 m glina lekka silnie spiaszczona, brunatnoszara, miejscami rdzawobrunatna, na głębokości 150 m ślady oglejenia

Gleby brunatne kwaśne są zatem zbliżone budową morfologiczną do gleb brunatnych właściwych, a ich cechą podstawową jest zakwaszenie całego profilu glebowego. Są to gleby mezotroficzne, dość zasobne w składniki pokarmowe, dobre siedliska dla buka, dębu, świerka, jodły i innych gatunków. W bonitacji gleb pod lasami można je zaliczyć do I–II klasy i stanowiących bardzo dobre siedlisko lasu świeżego i lasu mieszanego (Uggla 1965).

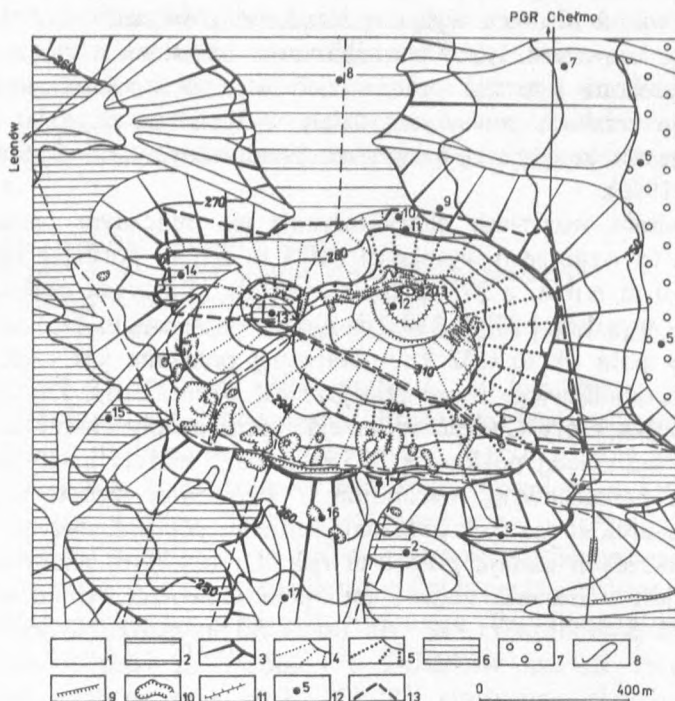
3.3. Rezerwat archeologiczno-leśny Góra Chełmo

Rezerwat częściowy Góra Chełmo o powierzchni 41,44 ha (Zrobek 1968) położony jest około 20 km na wschód od Radomska. Położenie granicznych punktów rezerwatu określają następujące współrzędne geograficzne: 51°03'35" N i 51°03'53" N oraz 19°44'20" E i 19°45'20" E. Pod

względem geomorfologicznym Góra Chełmo jest ostańcem denudacyjnym, położonym wśród niższych wyżyn z resztkami zrównań. Od południowego wschodu graniczą z nimi garby o rzeźbie uwarunkowanej starszym podłożem, z pokrywą złożoną z resztek osadów zlodowacenia środkowopolskiego. Od południowego zachodu towarzyszą działły wyżynne na najmniej odpornych skałach. Rezerwat znajduje się na wzgórzu zbudowanym ze skał mezozoicznych (Starkel 1980).

Powierzchnia rezerwatu charakteryzuje się znacznym urozmaicheniem rzeźby. Jest to wzgórze o wysokości 320,3 m n.p.m. górujące nad zawartą między 245,0 m n.p.m. a 275 m n.p.m. wyżyną. Rezerwat obejmuje obszar położony na wysokości 258,0–320,3 m n.p.m. – stanowi to 62,3 m wysokości względnej w polu około 0,42 km². Najwyżej położona jest część centralna rezerwatu, a najniżej jego wschodnia granica, wzdłuż drogi Zagórze-Chełmo (ryc. 6). Zbocza Góry Chełmo wykazują zróżnicowany charakter. W części szczytowej, zamkniętej poziomą 315 m n.p.m., średnie nachylenie stoków w kierunku południowym, wschodnim i zachodnim wynosi około 2°–3°. Odmienny charakter ma stok północny, któremu poeksploatacyjne wyrobiska skał mezozoicznych nadają postać urwisk. Łagodniejsze nachylenie zboczy zachowane jest w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim oraz w pewnym stopniu południowym. W tym ostatnim przypadku jedynie do około 300 m n.p.m. Zbocza wschodnie i północne są zdecydowanie bardziej strome i osiągają nachylenia 10°–12°. Taki sam spadek charakteryzuje położoną poniżej 300 m n.p.m. część zbocza południowego i południowo-wschodniego. Odmienny wygląd ma zbocze w kierunku północno-zachodnim poniżej strefy starych wyrobisk. Na przestrzeni 25–40 m spadek wynosi początkowo 12 m, by potem zmienić się na około 13,5 m na przestrzeni 100–120 m. Cechą charakterystyczną południowego i zachodniego stoku oraz podnóża Góry Chełmo są liczne, współcześnie eksploatowane, kamieniołomy skał mezozoicznych. Stanowią one dodatkowe i istotne zróżnicowanie rzeźby terenu bezpośrednio przylegającego do rezerwatu. Innym elementem antropogenicznym, wyraźnie zaznaczającym się w krajobrazie Góry Chełmo, są wały obronne i fosa średniowiecznego grodziska (Kamińska 1958, Olaczek 1972).

Opisywany obszar leży w strefie tektonicznej dyslokacji na północnym przedpolu niecki włoszczowskiej. Góra Chełmo jest elementem ciągu antyklinalnego Kamieńsk-Chełm wchodzącego w skład północno-wschodniej części elewacji radomszczańskiej (Pożaryski 1974). Elewacja radomszczańska powstała wskutek silnych ruchów alpejskich, o przewadze kierunków wertykalnych, na północ od niecki włoszczowskiej, w obrębie synklinorium szczecińsko-lódzko-mogileńskiego. Efektem tego jest występowanie licznych antyklin i synklin (Biernat 1971, Pożaryski 1974). W antyklinie Chełma, generalnie przebiegającej wzdłuż linii NW–SE, odsłaniają się na



Ryc. 6. Mapa geomorfologiczna rezerwatu Góra Chełmo

1 – wierzchołek, 2 – garb wyżyny uwarunkowany starszym podłożem mezozoiku, 3 – stoki, 4 – stoki o nachyleniu 3° – 6° , 5 – stoki o nachyleniu ponad 6° , 6 – spłaszczenia stokowe z utworami pokrywowymi, 7 – równiny glacyfluwialne, 8 – niecki denudacyjne, 9 – urwiska, 10 – kamieniołomy, 11 – wały grodziska, 12 – lokalizacja wybranych sond geologicznych, 13 – granice rezerwatu

Fig. 6. Geomorphological map of the Góra Chełmo Reserve

1 – hill copping, 2 – upland hummock caused with Mesozoic bedrocks, 3 – slopes, 4 – slopes with declivity 3° – 6° , 5 – declivity more 6° , 6 – flat slopes with mantle rocks, 7 – glaciuvial plain, 8 – dellen, 9 – scars, 10 – qurries, 11 – ramparts of early mediaeval castle, 12 – localization of some geological soundings, 13 – limits of the reserve

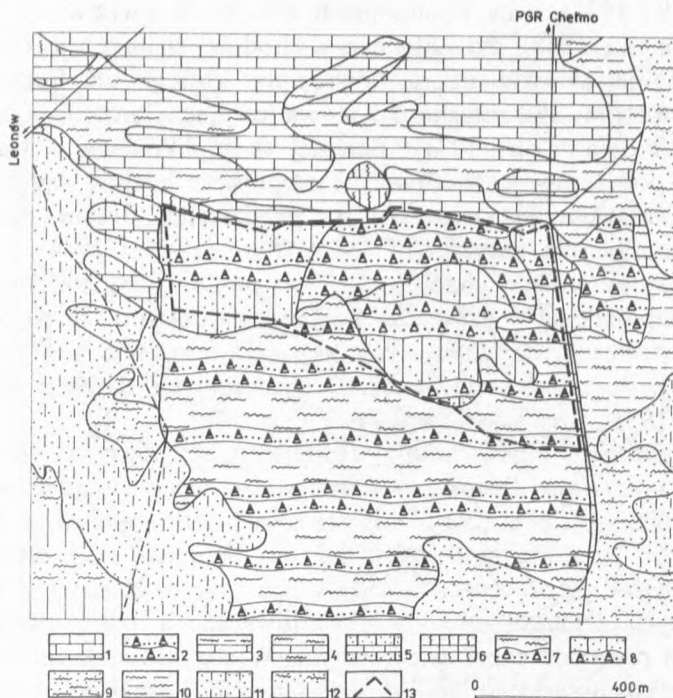
powierzchni utwory jurajskie i kredowe (Kutek 1968, Pożaryski 1974). Charakter budowy antykliny, a w szczególności stosunkowo płaska powierzchnia w części osiowej, zbliżona do formy kuferkowej, pozwala zaliczyć ją do plakantyklin. W obrębie warstw dolnomezozoicznych występuje inwersja strukturalna, której efektem jest synklina. Strefa inwersji najwyraźniej zaznacza się pod południowo-zachodnim skrzydłem antykliny (Pożaryski 1974). Również silnie zdyslokowane są poszczególne warstwy, które w części osiowej antykliny Chełma w skałach jurajskich osiągają nachylenia 8° – 10°

(Pożaryski 1974), a na wychodniach 22° – 30° (Łuniewski 1947) oraz 10° – 12° (Kutek 1968). Po północno-wschodniej stronie antykliny Chełma występuje na jej skrzydle uskoki odwrócony, którego amplituda dochodzi do kilkuset metrów. Płaszczyzna uskoku jest nachylona ku południowemu zachodowi (Pożaryski 1974). Bardziej skomplikowana sytuacja panuje w skrzydle południowo-zachodnim. Występują tu wielkie wgłębne uskoki, z którymi związana jest widoczna na powierzchni fleksura południowo-zachodniego skrzydła antykliny Chełma (Pożaryski 1974).

Przedstawiony powyżej charakter budowy podłoża mezozoicznego znajduje swoje odzwierciedlenie w dzisiejszej rzeźbie tego obszaru. W efekcie trzeciorzędowych procesów denudacyjnych nastąpiło usunięcie pokrywy osadów kredowych ze znacznych powierzchni, wyniesionych ruchami laramijskimi (Biernat 1971, Pożaryski 1974).

Czwartorzędowe zlodowacenia kontynentalne objęły swym zasięgiem dwukrotnie opisywany obszar – podczas zlodowacenia południowopolskiego i w stadiale maksymalnym (odry) zlodowacenia środkowopolskiego. Szczególnie ostatni pobyt lądolodu pozostawił na wychodniach skał mezozoicznych pokrywę osadów plejstocenских. Uległy one przeobrażeniom w warunkach peryglacialnych podczas młodszych zlodowaceń, a także poddawane są holocenским procesom morfogenetycznym. W stadiale maksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego lądolód skandynawski sięgnął po okolice Koniec-pola i Secemina, tj. około 30 km na południe od Góry Chełmo, sięgając tam do 290,0–270,0 m n.p.m. (Lindner 1984). Oznacza to, że prawdopodobnie partia szczytowa Góry Chełmo stanowiła nunatak poddawany intensywnemu niszczeniu. Nasuwanie się lodowej masy z NW (Lindner 1984), początkowo zapewne zgodnie z sugestią Różyckiego (1972), spowodowało złagodzenie i wyrównanie przez lądolód zboczy o wystawie NW, W i SW. Zanik lądolodu, mający charakter etapowy, spowodował powstanie kilku poziomów akumulacyjnych na spłaszczeniach stokowych. Powstanie ich należy przypuszczalnie wiązać z sytuacją, gdy oscylujący lądolód wypełniał obniżenia dolinne, a wyżej położone powierzchnie były wolne od lodu. Zarysowana na wschodzie równina jest terasą kemową z tego okresu (Kwapisz 1983).

Podczas następnego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego opisywany obszar znalazł się w strefie intensywnych procesów peryglacialnych. Powstają wówczas utwory pokrywowe. Wykonane kartowanie geologiczne pozwala na uproszczony szkic litologiczno-geologiczny (ryc. 7). Miąższość osadów pokrywających wychodnie starszego podłoża w osi antykliny Chełma jest niewielka. Na obszarze zbudowanym z piaskowców albu, w obrębie wzgórz miąższość osadów młodszych nie przekracza 1 m. Są to przede wszystkim pyły i piaski gliniaste. Na południe od wzgórz dominują pyły podścielone piaskami średnioziarnistymi. W tym przypadku miąższość osadów po-



Ryc. 7. Mapa litologiczno-geologiczna rezerwatu Góra Chełmo

1 – wapień płytowy J_{km} , 2 – piaskowce żelaziste Cr_{al} , 3 – pyły ilaste na wapieniach J_{km} , 4 – pyły na wapieniach J_{km} , 5 – piaski i piaski gliniaste na wapieniach ($Cr_{st-?}$), 6 – gliny pylaste na wapieniach J_{km} , 7 – pyły na piaskowcach Cr_{al} , 8 – piaski gliniaste i gliny na skałach Cr_{al} i Cr_{st} , 9 – pyły na piaskach, 10 – mułki ilaste (pyły ilaste), 11 – piaski gliniaste na piaskach, 12 – piaski i pyły na glinach, 13 – granice rezerwatu, J_{km} – jura górna (kimeryd), Cr_{al} – kreda dolna (alb), Cr_{st} – kreda górna (cenoman/santon)

Fig. 7. Lithologic-geological map of the Góra Chełmo Reserve

1 – plate limestones J_{km} , 2 – ferric sandstones Cr_{al} , 3 – silt loams on limestones J_{km} , 4 – very fine sands on limestones J_{km} , 5 – sands and loamy sands on limestones ($Cr_{st-?}$), 6 – clay loam on limestones J_{km} , 7 – very fine sands on sandstones Cr_{al} , 8 – loamy sands and loams on rocks Cr_{al} and Cr_{st} , 9 – very fine sands on sands, 10 – silt loams, 11 – loamy sands on sands, 12 – sands and very fine sands on loams, 13 – limits of the reserve, J_{km} – Upper Jurassic (Oxford), Cr_{al} – Lower Cretaceous (Alb), Cr_{st} – Upper Cretaceous (Cenoman/Santon)

krywających wynosi około 1,5 m. W miarę oddalania się od osi antykliny – zarówno na wschód, jak i na zachód – dominują piaski gliniaste, pyły i ropy zalegające na piaskach drobnych i średnich bądź w wyraźnych obniżeniach dolinnych na glinach. Odmienny charakter ma strefa północna, gdzie na powierzchni pod pokrywą glebową występują skały mezozoiczne. Złożoność budowy geologicznej obrazują zamieszczone poniżej przykładowe profile sond geologicznych.

Sonda nr 1 (ryc. 6)

- 0,0–0,1 m piasek lekko gliniasty z domieszką pyłu, brunatny
0,1–0,7 m pył jasnobrązowożółty
0,7–1,5 m piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi ziarnami gruboziarnistego, słabo obtoczony, matowy, ciemnożółty, poniżej 1,3 m warstwowany piaskiem drobnym, wapnistym (–HCl), w dnie lita skała

Sonda nr 9

- 0,00–0,15 m glina jasnobrunatna, pylasta (+HCl)
0,15–0,35 m glina z rumoszem wapiennym (+HCl), brunatna, w dnie wapien

Sonda nr 8

- 0,00–0,20 m piasek gliniasty, pylasty, brunatny
0,20–0,55 m piasek pylasty, różnoziarnisty, jasnobrązowy, matowy (słabo reaguje z HCl)
0,55–0,95 m glina pylasta, jasnobrązowa (+HCl), w spągu skała

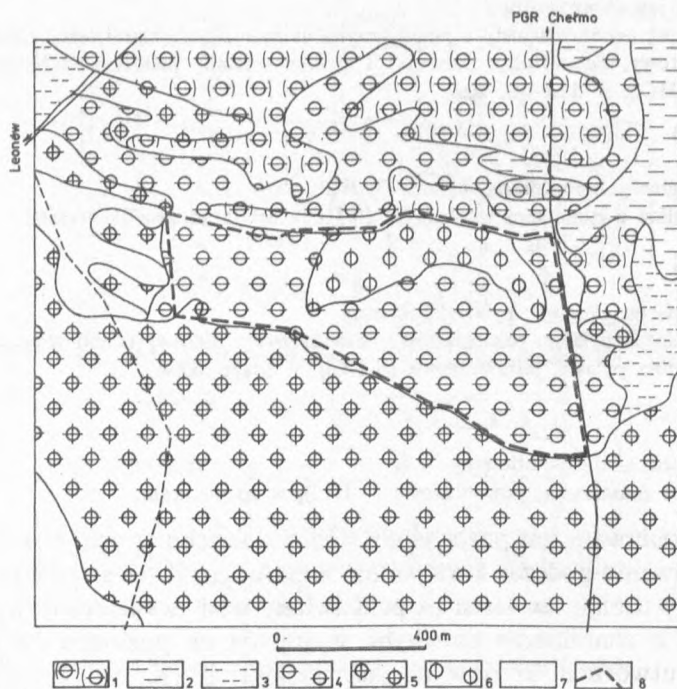
Sonda nr 14

- 0,0–0,2 m piasek gliniasty, brunatny
0,2–0,8 m glina piaszczysta, jasnobrązowa (–HCl), w spągu skała

Obszar rezerwatu jest pozbawiony wód powierzchniowych. Nie stwierdzono ich występowania podczas kartowania terenowego. Konasiewicz i Macher (1961) uznają ten teren za pozbawiony wód czwartorzędowych. Wody podziemne, o charakterze porowym, występują na poziomie 200,0–240,0 m n.p.m. w utworach kredowych lub jurajskich (Kleczkowski 1978, Kwapisz 1983). Przez środek rezerwatu, z SE na NW, przebiega powierzchniowy dział wodny trzeciego rzędu. Rozgranicza on zlewnię cieką, płynącego wzdłuż zachodniego i południowo-zachodniego obrzeżenia Góry Chełmo, od zlewni Pilicy na odcinku od dopływu z Woli Malowanej po wodowskaz Przedbórz (*Podział hydrograficzny Polski* 1980).

Warunki klimatyczne rezerwatu są nieco odmienne od powszechnie panujących w dzielnicy łódzkiej, wyróżnionej przez Gumińskiego (Kon-dracki 1978). Dotyczy to w szczególności opadów, które Dubaniewicz (1974) określa na 650 mm rocznie, tj. o 50 mm więcej niż w bezpośrednim otoczeniu. Ponadto w terenie urzeźbionym nachylenie i ekspozycja zboczy determinują wielkość otrzymywanej energii słonecznej i opadów. Decyduje to w odrębnych warunkach mikroklimatycznych panujących nierzadko obok siebie i na niewielkich powierzchniach. Najwięcej energii słonecznej otrzymują zbocza południowe, mniej zachodnie i wschodnie, a najmniej północne. W Polsce, ze względu na przewagę wiatrów z sektora zachodniego, strefa najwyższych opadów obejmuje zbocza zachodnie (dowietrzne) i najniższą część (podnóże), pagórów. Mniejsze opady mają miejsce na zboczu południowym i północnym, a najmniejsze na szczycie wzniesienia i zboczu wschodnim (zawietrzny). Opisany powyżej strefowy mikroklimat dotyczy

wzgórz względnie symetrycznych i nie zasłoniętych przez sąsiednie wzniesienia, a takim jest właśnie Góra Chełmo (Radomski 1977).



Ryc. 8. Mapa gleb rezerwatu Góra Chełmo

1 – rędziny brunatne, 2 – czarne ziemie, 3 – czarne ziemie zdegradowane, 4 – brunatne właściwe, 5 – brunatne wylugowane, 6 – brunatne kwaśne, 7 – bielcowe, 8 – granice rezerwatu

Fig. 8. Soil map of the Góra Chełmo Reserve

1 – brown rendzina, 2 – black soils, 3 – degraded black soils, 4 – typical brown soils, 5 – leached brown soils, 6 – acid brown soils, 7 – podzolic soils, 8 – limits of the reserve

Odzwierciedleniem warunków geologicznych, klimatycznych i szaty roślinnej są gleby. W obrębie rezerwatu są to gleby brunatne właściwe i brunatne kwaśne (Zrobek 1968). Wykształciły się one na zalegających w podłożu piaskach gliniastych podścielonych skalistymi zwietrzelinami skał mezozoicznych. W południowym otoczeniu rezerwatu dominują gleby brunatne wylugowane na pyłach i piaskach pokrywających około 1,0–1,5-metrową warstwę skały starszego podłoża (ryc. 8). Na spłaszczeniach stokowych w niektórych nieckach denudacyjnych występują gleby bielcowe wykształcone z piasków i glin. Znacznie bardziej urozmaicony jest charakter gleb obszarów na północ od rezerwatu. Z wychodniami skał jurajskich związane są rędziny brunatne skaliste. W głębszych rozcięciach powierzchni mezozoicznej, gdzie

zwietrzelina i utwory pokrywowe osiągają miąższości 1,0–1,5 m, występują gleby brunatne właściwe. We wschodniej części, u podnóża stoku, dominują czarne ziemie wytworzone z pyłów bądź czarne ziemie zdegradowane na pyłach ilastych i ilach pokrywających skały mezozoiczne.

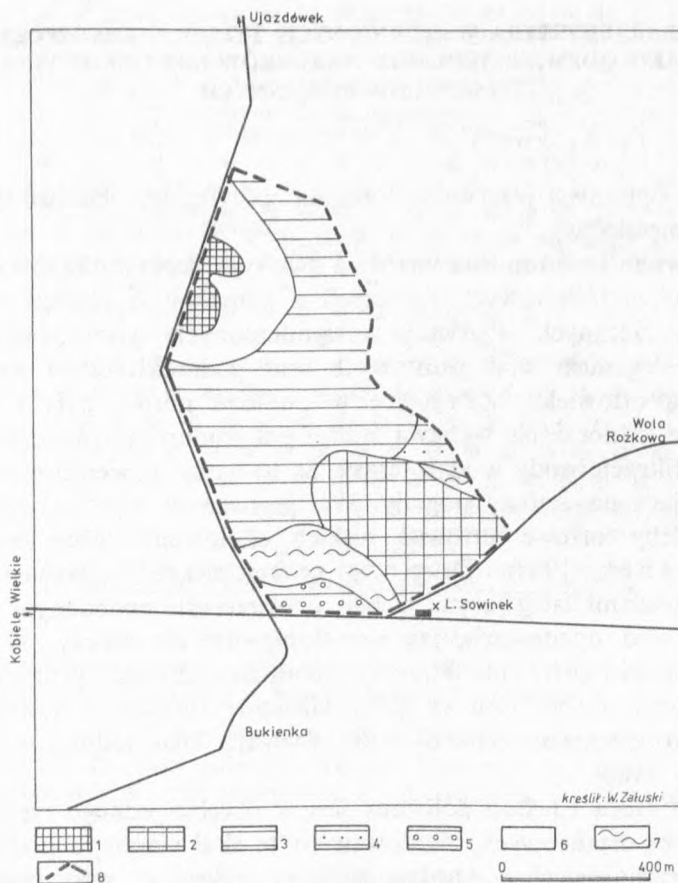
4. CHARAKTERYSTYKA WYRÓŻNIONYCH TYPÓW GEOKOMPLEKSÓW JAKO ODZWIERCIEDLENIE WARUNKÓW SIEDLISKOWYCH ZESPOŁÓW ROŚLINNYCH

Każdy z opisanych rezerwatów posiada specyficzne, właściwe tylko sobie typy geokompleksów.

W rezerwacie Jasień można wyróżnić dwa typy geokompleksów dolinnych: równin teras nadzalewowych rzecznych z namułami i równin teras nadzalewowych rzecznych. Pierwszy z wymienionych typów związany jest z płytkim zaleganiem wód gruntowych oraz podmokłościami wywołanymi działalnością człowieka. Zalegające w podłożu mułki, pyły i piaski są nasiąkliwe, a jednocześnie warstwa mułku jest trudno przepuszczalna i uniemożliwia infiltrację wody w głąb terasy. Są to wody powierzchniowe bardzo silnie reagujące na zmiany pogody. W opisywanym typie geokompleksów dominują gleby torfowe torfowisk niskich, stanowiące dobre siedlisko dla olsu (Urbanek 1960). Drugi typ geokompleksu tu występujący jest związany z wodami zalegającymi głębiej, o zwierciadle swobodnym i zasilaniu zarówno z wód opadowych, jak i z dopływów od zboczy. Występujące w podłożu piaski i żwiry charakteryzuje dobra nasiąkliwość i przepuszczalność, a dominującym typem gleb są gleby bielcowe torfiaste i murszaste. Jest to zespół korzystnych warunków dla rozwoju łągu jesionowo-olszowego (Urbanek 1960).

Rezerwat Góra Chełmo położony jest w obrębie jednego typu geokompleksu wzgórz ostańcowych, zbudowanych ze skał starszego podłoża. Brak wód powierzchniowych i bardzo głębokie zaleganie wód podziemnych powoduje, że mimo pewnego zróżnicowania warunków litologicznych na powierzchni, a polegającego na przykryciu miejscami litych skał niewielkiej miąższości warstwą glin i pyłów, można cały obszar rezerwatu uznać za jednorodny na rozpatrywanym szczeblu typologii. Zarówno pokrywy gliniaste i same wapienie oraz piaskowce żelaziste są słabo przepuszczalne, ale cechuje je dość duża nasiąkliwość. Zasobne w składniki odżywcze skały podłoża pozwoliły na wykształcenie się gleb brunatnych. Tam gdzie bezpośrednio w podłożu zalegają piaskowce żelaziste albo dominują gleby brunatne kwaśne, a na pozostałym obszarze gleby brunatne właściwe. Można zatem mówić o wytępowaniu w obrębie rezerwatu dwóch odmian opisanego typu

geokompleksu: wzgórz ostańcowych ze skałami litymi na powierzchni i wzgórz ostańcowych z pokrywą gliniastą niewielkiej miąższości na skałach litych. W opisanych warunkach naturalnych odmiany geokompleksu są dobrym siedliskiem dla grądu i boru mieszanego (Olańczek 1972).



Ryc. 9. Mapa typów geokompleksów rezerwatu Kobiele Wielkie

Geokompleksy: 1 – wzgórz piaszczysto-żwirowych lodowcowej akumulacji szczelinowej, 2 – równin gliniastych z pokrywą piasków wodnolodowcowych, 3 – równin gliniastych falistych, 4 – równin wodnolodowcowych, 5 – den dolinnych z piaskami i pyłami humusowymi, 6 – stoków piaszczysto-żwirowych, 7 – stoków gliniasto-piaszczystych; 8 – granice rezerwatu

Fig. 9. Map of geocomplex types of the Kobiele Wielkie Reserve

Geocomplexes of: 1 – sand-gravel hills of crevasse accumulation, 2 – loamy plains with glaci-fluvial sand sheet, 3 – undulated loamy plains, 4 – glaci-fluvial plains, 5 – river valley bottoms with fine sands and humus, 6 – sand-gravel slopes, 7 – loam-sand slopes; 8 – limits of the reserve

Największą różnorodność geokompleksów można zaobserwować w rezerwacie Kobiele Wielkie. Zróżnicowanie hipsometryczne i litologiczne obszaru znalazło swoje odzwierciedlenie w siedmiu typach geokompleksów, jakie tu występują (ryc. 9). Cztery z nich należą do kategorii wysoczyznowych, dwa do stokowych i jeden do dolinnych. Geokompleksy wysoczyznowe różnicowane są nie tylko topograficznie i litologicznie, ale również warunkami wodnymi. W geokompleksie wzgórz piaszczysto-żwirowych poziom wód gruntowych zalega głęboko, tworząc siedlisko suchsze, a dominują gleby skrytobielicowe. Typ równin gliniastych z pokrywą piaszczysto-żwirową ma poziom zalegania wód gruntowych płytszy, a warstwę nieprzepuszczalną stanowi warstwa glin. Występują tu gleby brunatne właściwe i kwaśne. Z kolei w obrębie geokompleksu równin falistych gliniastych powszechnie występują wody gruntowe i podmokłości typowe dla wierzchołek. Spowodowane jest to nieprzepuszczalnością glin i dużą ich nasiąkliwością. Niewielki skrawek rezerwatu stanowi geokompleks równin z pokrywą piasków wodnolodowcowych. Jest to obszar głębokiego zalegania wód gruntowych. Piaski i żwiry zalegające w podłożu tego geokompleksu są bardzo dobrze przepuszczalne, a zwierciadło wody podziemnej swobodne. Dominują gleby brunatne wylugowane.

Geokompleksy stokowe zajmują położenie pośrednie pomiędzy wzgórzami piaszczysto-żwirowymi a wysoczyzną falistą, oraz wspomnianą wysoczyzną a dnem dolinnym. W obrębie stoków piaszczysto-żwirowych poziom zalegania wód gruntowych jest głęboki, a występujące gleby należą do brunatnych kwaśnych. Odmienne wygląda sytuacja w geokompleksie stoków gliniastych z pokrywą piaszczystą. Wody gruntowe zalegają płycej, a gleby należą do brunatnych właściwych. Niewielki fragment rezerwatu zajmuje typ geokompleksu den dolinnych z piaskami humusowymi. Wody zalegają tu płytko i pojawiają się na powierzchni punktowo w miejscach nacięć warstwy wodonośnej na przyległych stokach. W miejscach wilgotniejszych występują gleby brunatne właściwe, a w suchszych skrytobielicowe. Opisane powyżej typy geokompleksów rezerwatu Kobiele Wielkie są odpowiednim siedliskiem dla buka, dębu, świerka, jodły i innych gatunków. Tym samym są tu bardzo dobre warunki dla zbiorowisk lasu mieszanego i świeżego (Fagassiewicz, Sztampke 1960).

5. PIŚMIENNICTWO

Atlas klimatyczny Polski. 1971, PPWK, Warszawa.

Bac, S., Rojek, M. 1979. *Meteorologia i klimatologia*. PWN, Warszawa: 135–136.

Biernat, S. 1971. *Budowa geologiczna i ukształtowanie podłoża kenozoiku w rejonie Belchatowa*.

Biul. Inst. Geol., 254. „Z badań czwartorzędu”, 13: 37–43.

- Biernat, S., Haisig, J., Lewandowski, J., Wilanowski, S. 1978. *Mapa geologiczna Polski 1:200 000*, ark. Częstochowa, wyd. A, Inst. Geol., Warszawa.
- Dubaniewicz, H. 1974. *Klimat województwa łódzkiego*. Acta Geogr. Lodz., 34: 1–120.
- Dubaniewicz, H., Maksymiuk, Z., Zych, S. 1971. *Bonitacja klimatyczna województwa łódzkiego*. Zesz. Nauk. Uniw. Łódzkiego, Ser. II, 43: 13–45.
- Dylikowa, A. 1973. *Geografia Polski. Krainy geograficzne*. PZWS, Warszawa: 251.
- Fagasiewicz, L., Sztampke, K. 1960. *Rezerwat jodłowy Kobile Wielkie*. Zesz. Nauk. Uniw. Łódzkiego, Ser. II, 8: 93–101.
- Haisig, J., Biernat, S. 1978. *Mapa geologiczna Polski 1:200 000*, ark. Częstochowa, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Haisig, J., Wilanowski, S. 1980. *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000*, ark. Częstochowa. Inst. Geol., Warszawa.
- Kamińska, J. 1958. *Grodzisko wyżynne w Chełmie powiat Radomsko*. Prace i Mater. Muzeum Archeol. i Etnogr. w Łodzi, Ser. Archeol., 3: 127–129.
- Klatka, T. 1979. *Rzeźba terenu*. W: Stankiewicz, Z. (red.). *Województwo piotrkowskie – Monografia regionalna*. Wyd. Uniw. Łódzkiego, Łódź–Piotrków Tryb.: 23–28.
- Kleczkowski, A. S. 1978. *Wody podziemne dorzecza Pilicy*. Studia Ośr. Dokum. Fizjogr. PAN, 6: 33–49.
- Kleczkowski, A. S., Kowalski, J. 1978. *Wody powierzchniowe dorzecza Pilicy*. Studia Ośr. Dokum. Fizjogr. PAN, 6: 51–70.
- Konasiewicz, T., Macher, J. 1961. *Przeglądowa mapa hydrogeologiczna Polski 1:300 000*, ark. Łódź D3, wyd. B.
- Kondracki, J. 1978. *Geografia fizyczna Polski*. PWN, Warszawa: 1–463.
- Krzemiński, T. 1974. *Geneza młodopleistocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*. Acta Geogr. Lodz., 33: 1–167.
- Kutek, J. 1968. *Kimeryd i najwyższy oksord SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. Cz. I. *Stratygrafia*. Acta Geol. Pol., 18, 3: 523–525.
- Kwapisz, B. 1983. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, ark. Przedbórz. Wyd. Geol., Warszawa.
- Leśniewski, C. 1963. *Plan gospodarczy Nadleśnictwa Gidle na okres 1 X 1963 – 30 IX 1973* (Maszynopis). Okręgowy Zarząd Lasów Państwowych, Łódź.
- Lewińska, J. 1978. *Zarys środowiska klimatycznego dorzecza Pilicy*. Studia Ośr. Dokum. Fizjogr. PAN, 6: 71–87.
- Lindner, L. 1984. *Pozycja chronostratygraficzna oraz transgresja, maksymalny zasięg i zanik lądolodu zlodowacenia Odry na Wyżynie Małopolskiej*. W: Przewodnik konferencji „Zlodowacenie środkowopolskie na Wyżynach Południowych i terenach przyległych”. Sosnowiec 19–23 IX 1984. Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice.
- Lempicki, S. 1980. *Aneks do mapy glebowo-rolniczej 1:5000 gminy Kobile Wielkie* (Maszynopis). Woj. Biuro Geod. i Urząd. Roln., Łódź.
- Łuniewski, A. 1947. *Z geologii okolic Radomska...* Biul. Państw. Inst. Geol., 38: 1–48.
- Maksymiuk, Z. 1979. *Wody*. W: Stankiewicz, Z. (red.). *Województwo piotrkowskie – Monografia regionalna*. Wyd. Uniw. Łódzkiego, Łódź–Piotrków Tryb.: 34–42.
- Olaczek, R. 1972. *Roślinność rezerwatu „Góra Chełmo” w powiecie radomszczańskim*. Zesz. Nauk. Uniw. Łódzkiego, Ser. II, 51: 65–92.
- Podział hydrograficzny Polski*. 1980. Inst. Meteorol. i Gosp. Wodnej, Warszawa.
- Pożaryski, W. 1974. *Elewacja radomszczańska. Budowa geologiczna Polski*. T. 4. *Tektonika*. Cz. 1. *Niż Polski*. Wyd. Geol., Warszawa: 322–328.
- Radomski, C. 1977. *Agrometeorologia*. PWN, Warszawa: 407–408.
- Różycki, S. Z. 1972. *Pleistocen Polski Środkowej*. PWN, Warszawa.
- Starkel, L. (red.). 1980. *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000*. Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN, Warszawa.

- Świdziński, H. 1932. *Sprawozdanie z badań geologicznych nad jurą górną...* Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., 32: 4–6.
- Uggla, H. 1965. *Gleboznawstwo leśne szczegółowe*. PWRiL, Warszawa: 83–101.
- Urbanek, H. 1960. *Rezerwat cisowy Jasień*. Zesz. Nauk. Uniw. Łódzkiego, Ser. II, 8: 105–122.
- Zrobek, A. 1968 (Maszynopis). *Plan gospodarczy rezerwatu częściowego archeologiczno-leśnego Góra Chełmo na okres 1 X 1968 – 30 IX 1978*. Okręgowy Zarząd Lasów Państwowych, Łódź.
- Zrobek, A. 1971 (Maszynopis). *Rewizyjny plan gospodarczy rezerwatu częściowego Kobile Wielkie na okres I 1972 – 31 XII 1981*. Okręgowy Zarząd Lasów Państwowych, Łódź.

6. SUMMARY

The Radomsko Hills are a topographic tract on the northern edge of the Małopolska Uplands. The physical environment constitutes a specific mosaic of characteristic features of transitory zone between uplands and lowlands. These features are specially well seen when defining habitat factors for each of the reserves.

The following factors have a crucial meaning for today's relief of this region: structure of under-Quaternary basement, morphological processes during Pleistocene glaciations and the present Holocene transformations of the relief. This area is in a zone of tectonical dislocation on the north foreland of the Włoszczowa Trough, the hill „Góra Chełmo” being an element of anticlinal tract formed due to strong movements of Alpine orogeny. In consequence of Tertiary denudation, the removal of considerable surfaces of Cretaceous deposits has taken place. Quaternary continental glaciers ranged the described region twice, leaving Pleistocene deposits of variable thickness. The deposits have been transformed by periglacial processes of the last glaciation, where-upon being exposed to Holocene morphogenetic processes. The following deposits of a maximal stage of Middle Polish (Riss) glaciation prevail: loamy sands, very fine sands and clays, and boulder clays. Some area surfaces are built of silts, sands and glacial fluvial gravels. In river valleys Holocene alluvial deposits and sands with gravel dominate.

The Radomsko Hills are situated in a watershed of the Warta and Pilica Rivers, which is a water divide between the Vistula and Odra basins. In the presented region of the Radomsko Hills, located in the Warta basin, an average run-off modulus amounts to 8,67 dcm³/s·km², whereas in the Pilica basin it equals 5,11 dcm³/s·km². The differentiation of geological structure and relief described above results in lack of a continued ground water table. Numerous outcrops of the first Mesozoic basement cause considerable variety of permeability. There exist many springs which are being transformed into bigger brooks and rivers.

Thermal conditions and rainfalls of the region are mainly influenced by maritime polar and continental air masses. An average annual temperature is equal to about 7,5°C. In July and January average month temperatures amount to +18°C and –3°C, respectively. The months mentioned are the warmest and coolest ones in the year. In summer winds from NW and W prevail, whereas in winter those from SW and W. An average annual amount of rainfalls equals 600–650 mm. Summer rainfalls (VI, VII, VIII) are two or three times as numerous as winter ones (XII, I, II). A snow cover holds for 60–90 days, a number of frosty days ranging from 30 to 50 days. The first autumn ground frost appears in October 1–15 and the last spring one between April 25 and May 30. An average growing season lasts for 210–220 days.

There dominate podzolic and brown soils formed up of sands, very fine sands and Pleistocene clays. In the areas of considerable moisture there are half-bog and peat soils, rendzina – on the outcrops of Mesozoic rocks rich in CaCO₃.

Individual features of environment have been presented on the enclosed maps and described thoroughly. Relationships between particular components of physical environment of each of the reserves have been commented upon and habitat conditions for plant associations presented.

Mgr Zbigniew Żyndul
Katedra Geografii Fizycznej Kompleksowej
Uniwersytetu Łódzkiego
ul. Lipowa 81, 90-568 Łódź

Wpłynęło do Redakcji
Folia Zoologica
1990.01.05.